

MAGMATISMO ANOROGÉNICO NEOPROTEROZOICO (845 Ma) EN LAS SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES DE MAZ Y ESPINAL. OTRA EVIDENCIA DEL RIFTING TEMPRANO DE RODINIA?

Baldo, E. G.¹, Casquet, C.², Colombo, F.¹, Pankhurst, R.J.³, Galindo, C.², Rapela, C. W.⁴, Dahlquist, J.¹ y Fanning, M.⁵

¹*Departamento de Geología – FCEfyN - Universidad Nacional de Córdoba. Vélez Sarsfield 1611 (X 5016 GCA) Córdoba. ebaldo@com.uncor.edu*

²*Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España*

³*British Geological Survey, Keyworth, Nottingham NG12 5GG, Gran Bretaña*

⁴*Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, 1900 La Plata*

⁵*Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, Australia*

Introducción

Las Sierras Pampeanas Occidentales de Argentina registran una compleja historia tectonomagmática durante el Mesoproterozoico y el Neoproterozoico que todavía no ha sido descifrada en su totalidad. En la Sierra de Pie de Palo el evento magmático más antiguo registrado corresponde a los gabros de la unidad ofiolítica grenvilliana de 1,2 Ga (Vujovich et al., 2004) y diversos ortogneises de ca. 1,0 Ga (Pankhurst y Rapela, 1998). Se registra también un evento neoproterozoico anorogénico (granitoides tipo A) a los ca. 0,77 Ga. (Baldo et al., 2006). Por último han sido documentados intrusivos graníticos peraluminicos, de 0,46 Ga, vinculados a la orogénesis famatiniana (Baldo et al., 2005).

En la sierras de Maz y Espinal, las unidades ígneas más antiguas corresponden al Mesoproterozoico y están representadas por un complejo ígneo de 1,2 Ga que incluye, entre otras, rocas de composición diorítica (Casquet et al 2005). Hacia los 1,07 Ga se emplazaron complejos anortosíticos de tipo macizo (Casquet et al. 2005). Finalmente, tuvo lugar un magmatismo alcalino anorogénico representado por un complejo de Na-sienitas y carbonatitas, a los ca. 0,57 Ga (Casquet et al. 2008).

Esta contribución describe las características petrográficas, químicas e isotópicas de dos intrusivos de edad neoproterozoica temprana (~ 845 Ma), que representan un nuevo evento magmático anorogénico en el basamento grenvilliano de las Sierras Pampeanas Occidentales.

Petrografía

Los dos intrusivos están foliados (ortogneises) y afloran, uno en la parte occidental de la Sierra del Filo del Espinal (29° 05'25,1'' S – 68° 31' 38,0'' O), y el otro al final de la quebrada de Maz, en la parte también occidental de la sierra homónima (29° 11' 20,7'' S – 68° 28'49,8'' O) (Fig. 1).

El ortogneis del Espinal está intercalado en una secuencia metasedimentaria compuesta por metapelitas con Grt + St, metacuarcitas, mármoles y anfibolitas. Presenta una textura porfiroclástica y está mayoritariamente compuesto de cuarzo acintado y microclino en forma de ojos, con cantidades menores de plagioclasa. Los accesorios principales son minerales opacos, titanita secundaria (abundante) y circón. Registra un metamorfismo en facies de esquistos verdes con la formación de muscovita y clorita a partir de la biotita, que está completamente reemplazada.

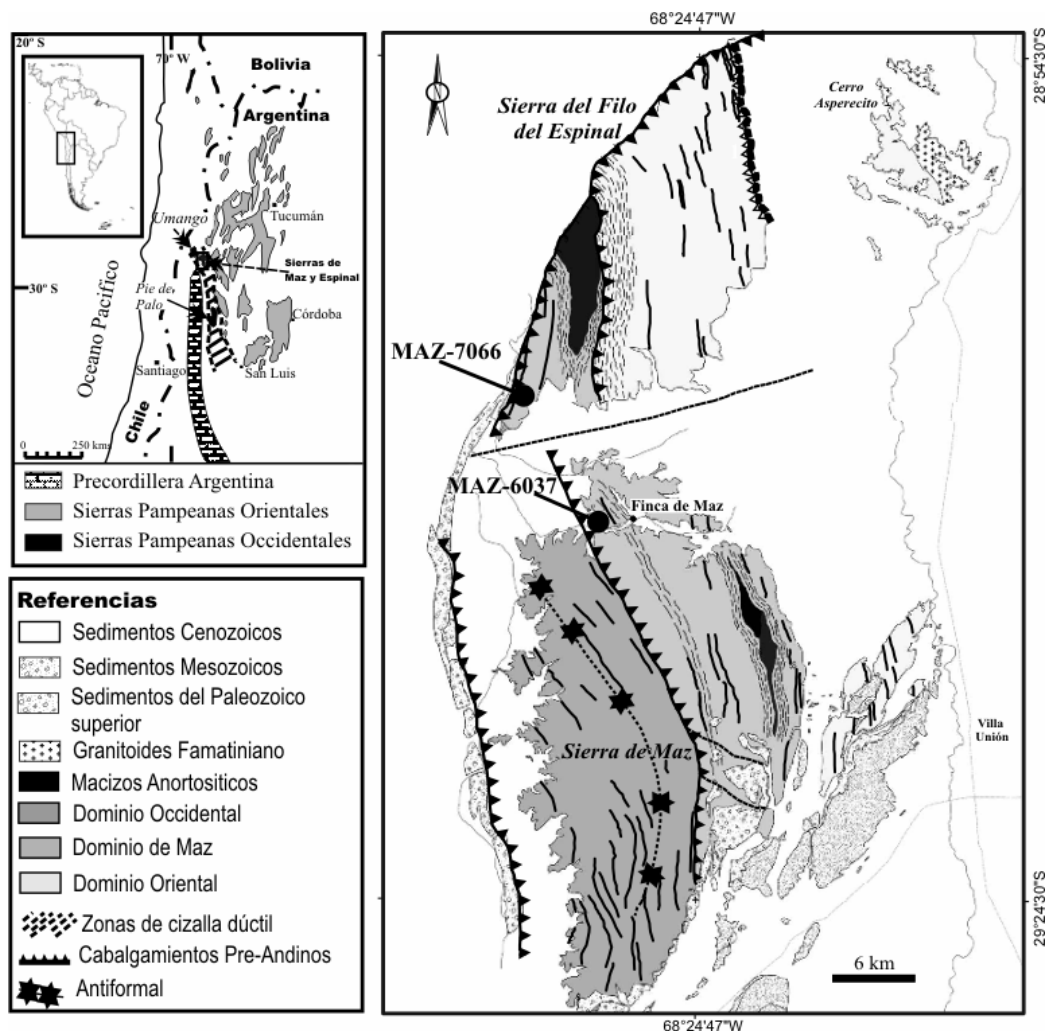


Figura 1. Esquema geológico de las sierras de Maz y Filo del Espinal, mostrando la localización de las muestras de metagranitoides estudiadas.

El ortogneis de la Sierra de Maz se intercala también en una secuencia metasedimentaria compuesta esencialmente por metasamitas, metapelitas con Sill + Grt + Bt y anfíbolitas granatíferas. Tiene textura protomilonítica y está compuesto por cuarzo, microclino (Or_{89-98} , Ab_{11-2}) y plagioclasa con zonación normal (An_{25} en el núcleo a An_{11} en el borde, Or_{0-2}). La biotita es el principal accesorio [$Fe/(Mg+Fe) = 0,88 - 0,91$, $^{[VI]}Al$ entre 1,27 y 1,37 apfu, Ti entre 0,19 y 0,20 apfu, $F < 0,15\%$]. Otros accesorios reconocidos son apatito-(CaF) ($X_F = 0,73$, $Cl < 200$ ppm), ferropargasita [$Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+}) \sim 0,88$], titanita con zonación en parches en el núcleo y finamente concéntrica en la periferia, con zonas enriquecidas en Y (hasta 1,61 % Y_2O_3), circón, magnetita y epidota rica en REE (con una marcada zonación en parches). Se reconoce calcita.

La paragénesis metamórfica incluye granate y epidota con escaso contenido de REE, además del reequilibrio químico de biotita, plagioclasa y probablemente del resto de los minerales, al menos en sus contactos. El granate es zonado, con decrecimiento de núcleo a borde del contenido de Mn (Sp 14 a 4%) y enriquecimiento en Fe^{2+} (Alm 52 a 58%). El Ca muestra variaciones erráticas, aunque aumenta hacia los bordes (Grs 29 a 31%). El Fe^{3+} también se incrementa hacia uno de los bordes (And 4 a 7%), mientras que el Mg muestra cambios muy leves (Py 1 a 2%).

Se obtuvieron análisis puntuales de elementos trazas en granate usando LA-ICP-MS (Universidad de Granada) en granate, biotita, titanita, anfíbol, epidota (con alto y bajo contenido de REE) y plagioclasa. En el granate se observa un aumento gradual de Li, Be, Co, Zn, Zr, REE pesados, Y, Pb y Sr desde núcleo al borde del cristal. Los perfiles de REE normalizados a condrito muestran pendiente positiva y ausencia de inflexiones.

La distribución de elementos trazas en el cristal de granate analizado, junto con los contenidos medidos en los otros minerales antes mencionados, permite inferir que la blástesis de granate estuvo controlada por la reacción: $\text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{Czo/Ep}$ (rico en REE) = $\text{Grt} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$. La razón del incremento de ciertos elementos (Li, Be, Co, Zn, Zr, REE pesados, Y, Pb y Sr) desde el núcleo hacia el borde del granate es que estos son menos compatibles en el granate que en los reactivos.

Las condiciones P-T del metamorfismo del ortogneis de Maz no pueden ser calculadas directamente a partir de la composición química de sus minerales debido a la falta de ajuste de los modelos termodinámicos para granates con tan alto contenido en Ca y Fe^{3+} . No obstante, la paragénesis observada es coherente con los datos de P-T obtenidos de encajante metapelítico (~600°C y ~600 MPa) (datos inéditos).

Geoquímica

Químicamente las rocas (dos muestras) se clasifican como granito (Espinal) o granodiorita (Maz) en los diagramas de de la Roche et al. (1980). Son metaluminosas, casi en el límite con el campo peraluminoso, y caen dentro del campo ferroso en el diagrama de Frost et al. (2001).

Los contenidos de algunos elementos trazas son muy elevados, como Zr (603-891 ppm) e Y (44-76 ppm), pero al mismo tiempo también poseen alto Sr (97-232 ppm), Ba (1051-1787 ppm) y bajo Rb (54-74 ppm). Asimismo, la anomalía de Eu es moderadamente negativa (0,64) en la muestra de Espinal y levemente positiva (1,09) en Maz. Esto sugiere que las concentraciones de HFSE no se produjeron por cristalización fraccionada. Las relaciones de Ga/Al y Fe/Mg, y el contenido de Zn, Nb y Ce indican afinidades con los granitos de tipo A. Los dos metagranitoides se ubican dentro del campo de intraplaca (granitos anorogénicos) en los diagramas propuestos por Pearce et al. (1984).

Geoquímica isotópica

Se han determinado las composiciones isotópicas (Rb-Sr y Sm-Nd) de dos muestras, una de Maz (MAZ-6037) y otra del ortogneis de Espinal (ESP-7066). Las composiciones isotópicas iniciales a ca. 845 Ma (v. más abajo) son las siguientes: $\text{Sr}_i = 0,70681$ y $0,70666$ y $\epsilon\text{Nd} = +0,32$ y $-1,5$ respectivamente. Las edades modelo de Nd referidas al manto empobrecido (T_{DM}) son: 1,46 y 1,41 Ma, respectivamente.

Geocronología U-Pb en circones (SHRIMP)

Se han datado mediante SHRIMP en la ANU (Canberra, Australia) circones separados de las dos muestras anteriores.

Muestra MAZ-6037 (Fig. 2a). Los circones son bastante grandes (hasta 300 μm de longitud) y sólo están ligeramente redondeados. Las imágenes de CL muestran núcleos con zonado oscilatorio envueltos por recrecimientos (mantos) con zonación más débil. Además, se reconoce un recrecimiento final en forma de ribetes de elevada luminosidad que rellena los entrantes en las fases anteriores. Los análisis de los núcleos y de los mantos son concordantes en el diagrama de Wetherill, mostrando una pequeña dispersión atribuible a una probable pérdida de Pb: 21 de 28 puntos analizados representan una edad concordia (de acuerdo con Ludwig, 1999) de 848 ± 5 Ma (MSWD = 1,2). Esta edad se interpreta como la edad de cristalización.

Muestra ESP-7066 (Fig. 2b). Los circones son parecidos a los de la muestra anterior (aprox. 200 μm de largo) con núcleos heredados de *ca.* 1480, 1200 y 1000 Ma, y una concentración de análisis casi concordantes que dan una edad concordia de 842 ± 3 Ma (MSWD = 2,2), que se interpreta como la edad de cristalización. Se observan delgados recrecimientos de *ca.* 430 Ma (2 puntos). Estos rebordes se interpretan como producto de un metamorfismo superpuesto, vinculado a la orogénesis famatiniana *s.l.*

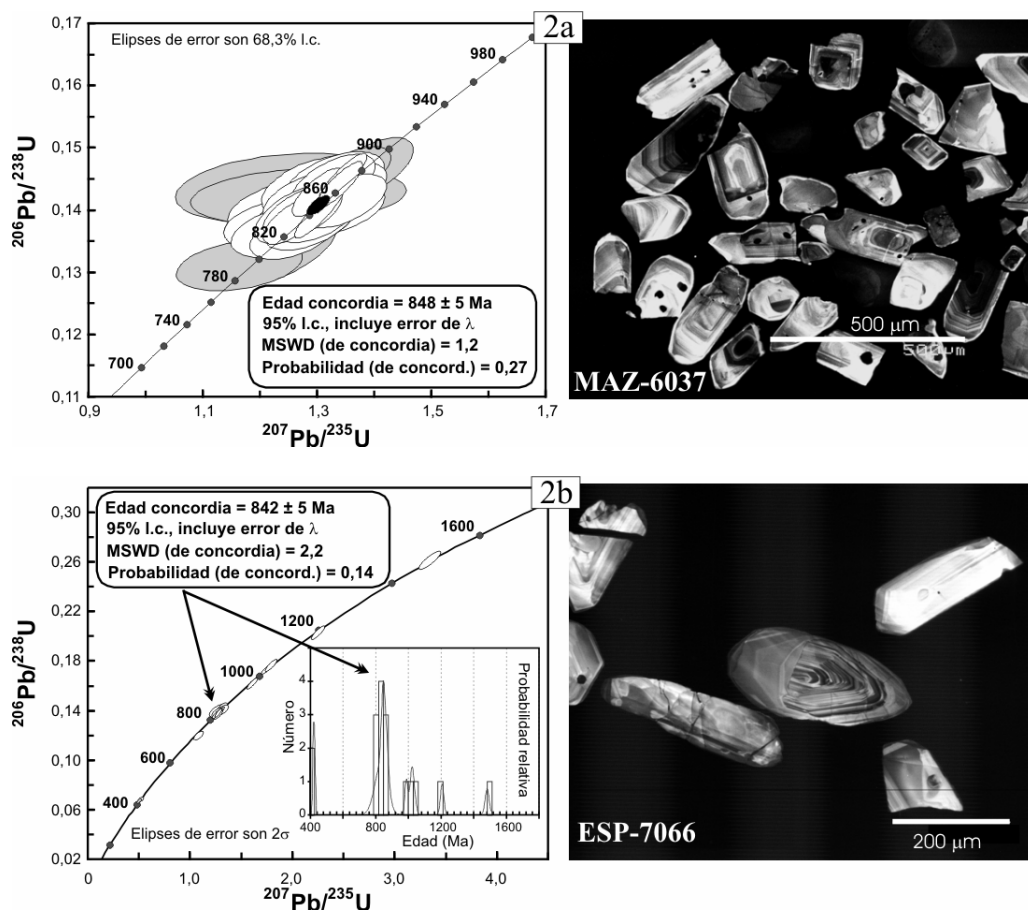


Figura 2. Gráficos de Wetherill, datos estadísticos e imágenes de catodoluminiscencia de los circones de las muestras MAZ-6037 (2a) y ESP-7066 (2b).

Discusión

Las características químicas de estos granitoides (tipo A) apuntan hacia un ambiente geotectónico distensivo, cuya edad precede a la correspondiente a los metagranitos de tipo A de la Sierra de Pie de Palo (774 Ma; Baldo et al., 2006). Por la edad y las características geoquímicas de los metagranitoides estudiados, se los supone ligados a la etapa inicial del desmembramiento del supercontinente Rodinia, de la cual existen escasos registros entre los 900 y 830 Ma (Li et al., 2008). En Sudamérica, en este período, se conocen edades de meta-leucogranitos datados en 835 ± 9 Ma (Cinturón Dom Feliciano, Santa Catarina, Brasil, Basei et al., 2008) y un ortogneis en la Sierra de la Huerta (San Juan, Argentina) en 839 ± 10 Ma (Mulcahy et al. 2003).

Por comparación con los metagranitos de tipo A de la Sierra de Pie de Palo de *ca.* 774 Ma ($Sr_i = 0,7030$ y $0,7005$ y valores de $\epsilon Nd = +4,1$ y $+4,9$; Baldo et al., 2006), los de Maz y Espinal muestran una mayor componente isotópica continental. Las edades modelo de Nd y los circones heredados de hasta 1480 Ma en ESP-7066, sugieren que dicho componente procede de una corteza continental de edad mesoproterozoica. Por lo que respecta a los circones heredados de *ca.* 1,0, 1,2, y 1,5 Ga, sus edades son semejantes a las de los circones detríticos de las secuencias sedimentarias neoproterozoicas que se apoyan sobre el basamento grenvilliano de las Sierras Pampeanas Occidentales (Rapela et al., 2005) y se pueden considerar, por lo tanto, representativos del mismo.

En cuanto al metamorfismo que afectó a estos granitoides sólo puede afirmarse su vinculación con la orogénesis famatiniana *s.l.*

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos PICT-10735 (FONCYT), CGL2005-02065/BTE del MEC (España) y proyecto de la UCM-CAM (España) n° 910495 (2007). R.J. Pankhurst agradece una Small Research Grant del NERC (Gran Bretaña). F. Colombo agradece a CONICET por el apoyo económico para una estadía breve en el exterior para realizar tareas analíticas.

REFERENCIAS

- Baldo, E. G., Casquet, C., R. J. Pankhurst, C. Galindo, C. W. Rapela, M. Fanning, J. A. Dahlquist y J. Murra. 2006. Neoproterozoic A-type granitic magmatism in the Western Sierras Pampeanas (Argentina): evidence for Rodinia break-up along a proto-Iapetus rift? *Terra Nova*, 18: 388–394.
- Baldo, E. G., Dahlquist, J., Rapela, C. W., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Galindo, C. y Fanning, M. 2005. Early Ordovician peraluminous magmatism in the Sierra de Pie de Palo (Western Sierras Pampeanas): Geotectonic implications. Abstract en Gondwana 12 Conference: 57. Mendoza.
- Basei, M. A. S., Grasso, C. B., Vlach, S. R. F., Nutman, A., Siga Jr., O. y Osako, L. S. 2008. “A”-type rift-related granite and the Lower Cryogenian age for the beginning of the Brusque Belt Basin, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. VI South American Symposium on Isotope Geology. Actas en CD no paginado. San Carlos de Bariloche.
- Casquet, C., Pankhurst, R. J., Galindo, C., Rapela, C. W., Fanning, C. M., Baldo, E. G., Dahlquist, J., González-Casado, J. M. y Colombo, F. 2008. Deformed carbonatite-syenite complex in the Western Sierras Pampeanas of Argentina: U-Pb SHRIMP zircon age and isotopic (Nd, Sr) constraints. VI South American Symposium on Isotope Geology. Trabajo de dos páginas (actas en CD no paginado). San Carlos de Bariloche.
- Casquet, C., Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Galindo, C., Dahlquist, J., Baldo, E. G., Saavedra, J., González-Casado, J. M. y Fanning, M. 2005. Grenvillian massif-type anorthosites in the Sierras Pampeanas (Argentina). *Journal of the Geological Society of London*, 162: 9-12.
- de la Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. y Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. y Frost, C. D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048.

Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Fitzsimons, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., Jacobs, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L. M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K. y Vernikovsky, V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160: 179-210.

Ludwig, K.R. 1999. Isoplot /Ex Version 2.31, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 1, 2455 Ridge Road, Berkeley, Ca 94709. Estados Unidos.

Mulcahy, S. R., McClelland, W. C., Roeske, S. M., Vujovich, G. I. y Cain, J. C. 2003. U-Pb zircon analysis from the Western Sierras Pampeanas, Northwest Argentina: evidence for a complex Proterozoic through Silurian tectonic history. *Annual Meeting of the Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 35: 344. Seattle.

Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana : an introduction. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.) *The proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, Londres, Special Publications, 142 : 1-9.

Pearce, J. A, Harris, N. B. W. y Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of igneous rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.

Rapela, C.W., Pankhurst, R., Casquet C., Fanning, C.M., Galindo, C., y Baldo, E. 2005. Datación U-Pb SHRIMP de circones detríticos en paranfibrolitas neoproterozoicas de la secuencia Difunta Correa (Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina). *Geogaceta*, 38: 227-230.

Vujovich, G. I., van Staal, C. R. y Davis, W. 2004. Age Constraints on the Tectonic Evolution and Provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania Composite Terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research*, 7(4) : 1041-1056.